

## 高潮解析における台風モデルのパラメータの変化特性に関する検討

中部大学工学部 正会員 武田 誠 中部大学工学部 フェロー 松尾 直規  
名 工 建 設 今泉 智昭 フォーラムエンジニアリング 村瀬 大輔

**1. はじめに** 現在、台風来襲時の気圧・風速の解析法の高度化が検討されているが、工学的立場に立てば多大な計算時間を必要としない台風モデルで精度良く解析できることが望まれる。本研究では高潮解析に用いられる台風モデルのパラメータ設定について検討する。また、ここでの台風モデルは、台風周辺の気圧場・風速場の再現性に重点を置く従来の台風モデルとは異なり、対象領域全域の気圧場・風速場の再現性に重点を置くモデルとし、伊勢湾周辺の観測値から台風モデルのパラメータを算出し、その特性を検討する。本報では、過去 10 年間に名古屋港に大きな高潮を引き起こした 12 個の台風について検討した結果を報告する。

**2. 解析方法** 台風モデルの気圧場は Schloemer の式 (1) で、風速場は台風の移動に伴って発生する風 ( $V_P$ ) と気圧傾度による傾度風 ( $V_{gr}$ ) から換算される海上 10m の風 ( $V_S$ ) とのベクトル和として決定している。

$$P = P_C + \Delta P \exp(-r_m/r) \quad (1), \quad V_P = C_1 V_t \exp(-\beta r) \quad (2), \quad \frac{V_{gr}^2}{r} + f V_{gr} = \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial r} \quad (3), \quad V_S = C_2 V_{gr} \quad (4)$$

ここで、 $r$  は台風からの距離、 $P$  は距離  $r$  における気圧、 $P_C$  は中心気圧、 $\Delta P$  は中心気圧低下量 ( $\Delta P = P_\infty - P_C$  で  $P_\infty$  は初期気圧)、 $r_m$  は最大旋衡風速半径であり、一般に 60km 程度の値が取られている。 $V_t$  は台風の移動速度、 $C_1$ 、 $C_2$ 、 $\beta$  はいずれも定数であり、 $V_S$  は  $V_{gr}$  に比べて  $30^\circ$  内側に傾くものとする。本研究では、観測値から  $r_m$ 、 $C_1$ 、 $C_2$ 、 $\beta$  を算出しその変化の傾向について考察する。また、過去 10 年間に名古屋港に潮位偏差 50cm 以上引き起こした台風 12 個 (T8917、T9019、T9021、T9028、T9119、T9313、T9314、T9426、T9612、T9707、T9709、T9810 (例えば、T8917 は台風 8917 号の意味)) を取り上げ、各気象観測所(四日市、津、名古屋、伊良湖)から潮位、海面気圧、風速、風向の観測データを整理した。

### 3. 台風モデルにおけるパラメータの設定

**(1) 気圧分布の場合:** 気圧場を表す Schloemer の式に、台風の位置、中心気圧、観測所の位置と観測された海上気圧を代入することで観測所 4 点における  $r_m$  を算出する。これら  $r_m$  の変化傾向は概ね図 1 に示す 2 つに大別することができた。なお図 1 は横軸に名古屋と台風中心の距離をとり、来襲前を負、来襲後を正で表し、縦軸は  $r_m$  の値を示している。

パターン:  $r_m$  は台風の接近とともに増加し、台風が観測所に最接近した時急激に低下し、その後増加するもの (概ね、紀伊半島から伊勢湾に向かって台風が移動する台風コースの場合)

パターン:  $r_m$  は台風の接近とともに増加し、通過後も増加傾向を保つもの (来襲後の  $r_m$  の変化勾配が来襲前より大きくなるものと同様なものがある)

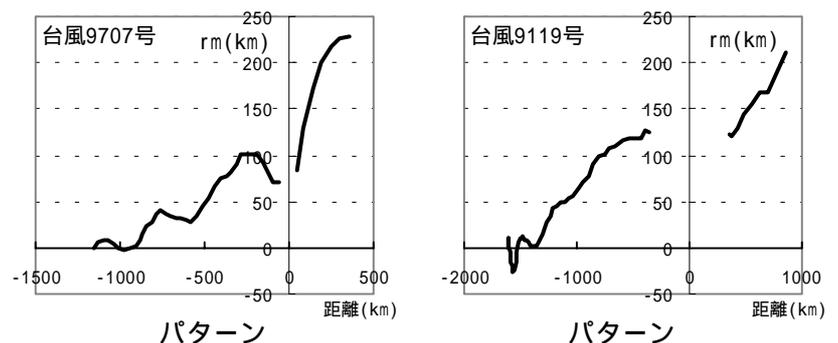


図 1  $r_m$  の各パターンの傾向

**(2) 風速分布の場合:** 津、四日市、伊良湖で風速計測を行っている標高がそれぞれ異なるため対数則を用いて高度 10m の陸上風に変換した。なお、海上風と陸上風の比には  $1.6^2$  を用いた。

$C_1$ 、 $C_2$  の算出には、 $C_1$  を  $1/70 \sim 70/70$  まで、 $C_2$  を  $0.01 \sim 1.00$  まで変化させて風速の解析を行い、津、四日市、伊良湖における計算された絶対風速と観測値から換算された海上風のそれとが最も一致する場合の  $C_1$

キーワード: 高潮、台風モデル、数値解析、伊勢湾

連絡先: 〒487-8501、愛知県春日井市松本町 1200、TEL 0568-51-1111、FAX 0568-52-0134

と  $C_2$  を抽出した。なお  $\beta$  は  $1/(500 \times 1000)$  とした。図 2 に台風 9707 号と台風 9021 号の  $C_1$ 、 $C_2$  の分布を示す。 $C_2$  の傾向として、台風が遠い所に存在しているとき 1.0 に安定し、台風が観測所に近づくにつれ低下することが分かる。多くの台風の場合、 $C_2$  は台風 9709 号のような滑らかな変化を示していたが、台風 9021 号や台風 9028 号は図 2 のように台風が接近するにつれて  $C_1$ 、 $C_2$  は低下するものの、その値は滑らかに変化していない。なお、 $C_1$  の明確な変化特性は認められなかった。

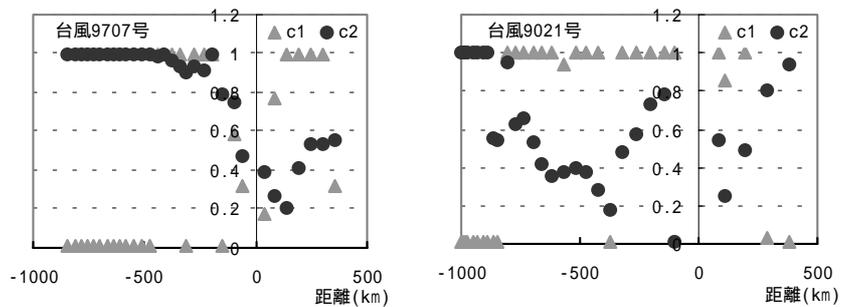


図 2 風速係数の傾向

$C_1$ 、 $C_2$  の算出方法より計算される絶対風速は、観測値と比較的一致するはずである。しかし、東西方向、南北方向風速は台風モデルにより得られるものであり、これらが実際の風の様子を表現しているか検討する必要がある。ここで、得られた  $C_1$ 、 $C_2$  を用いて算出した風速と観測された風速を比較した。図 3、図 4 はそれぞれ台風 9707 号と台風 9021 号における津観測所の結果である。本図から、計算値は観測値をよく表現していることが分かる。しかし、計算の初期においては、 $r_m$  の値がゼロに近いことから、解析値と観測値が一致していない。計算の初期における風速は台風の影響とは考えにくく台風モデルでは表現できないことから、こうした不一致はやむを得ないものとする。また、高潮解析においては台風来襲時が重要であることから、上記の不一致は解析上大した支障はなく、ここで示した台風モデルは所要の精度を示すものといえる。なお、台風 9021 号(図 4)の南北風速をみると計算値と観測値が逆の向きを示しているが、これは地形の影響による風の局所性によるものと考えられる。台風モデルでは、このような局所的な風の変化を再現できないことから、この局所性が高潮解析に大きく影響する場合は、台風モデルのみの取り扱いでは不十分であろう。

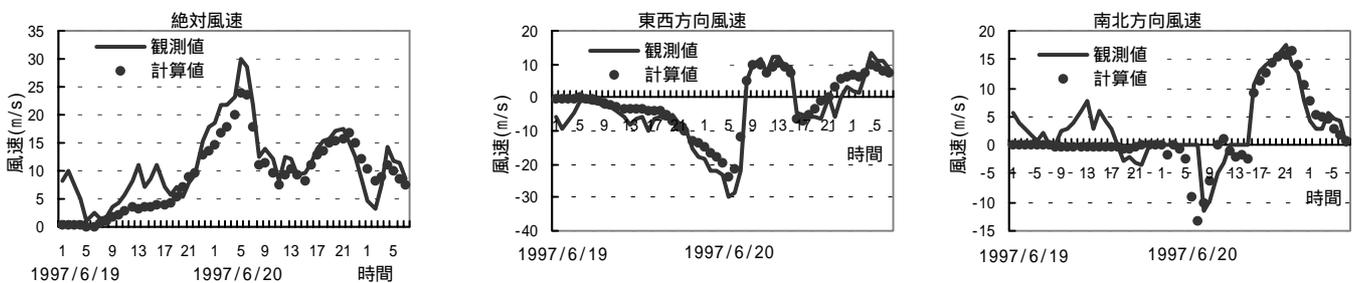


図 3 津における風速の比較 (台風 9707 号の場合)

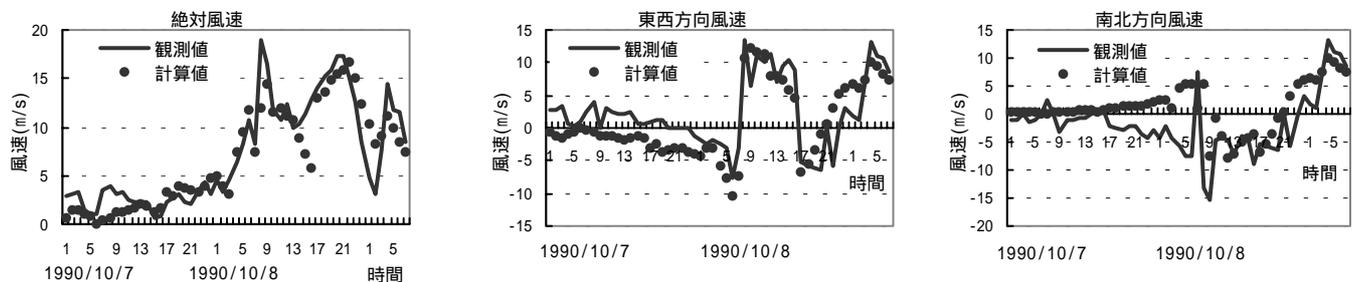


図 4 津における風速の比較 (台風 9021 号の場合)

**4. おわりに** 本研究では、台風モデルを対象領域特有のモデルと位置づけ、パラメータを観測値によって算出し、その特性をまとめた。実際の気圧、風速から台風モデルのパラメータを設定しているため、この解析結果が実測値を再現していることは当然のことであるが、それゆえに、実測値をパラメータ設定に反映することの重要性が改めて確認できたといえる。

参考文献 1) 武田 誠・松尾直規：高潮解析における台風モデルのパラメータの評価,中部大学工学部紀要,第 35,1999 年 12 月。